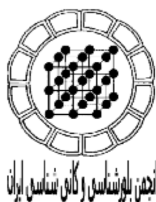
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال سی و یکم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۳۶۱ تا ۳۷۴

بررسی سنگ‌شناسی و شیمی کانی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی فاریاب، منطقه گلاشکرد-جنوب شرق پهنه سنندج-سیرجان

افسانه ناصری اسفندقه*[۱]، محمد رهگشای[۱]، ساسان باقری[۲]، ایمان منصف[۳]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی ،تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۶/۲۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۰/۱۰)

چکیده: مجموعه افیولیتی فاریاب در منطقه گلاشکرد در بخش جنوب شرقی سنندج- سیرجان قرار دارد. این مجموعه بیشتر دربردارنده بخش گوشته‌ای افیولیت شامل دونیت، ورلیت و پیروکسنیت و همچنین کرومیتیت و سرپانتینیت بوده که بر یک بستر دگرگونی از مجموعه باجگان رانده شده است. دونیت‌ها به صورت توده‌ای دیده می‌شوند و گاهی دربردارنده لایه‌های نازکی از کرومیتیت هستند. ورلیت‌ها و پیروکسنیت‌ها نیز به صورت دایک در بخش‌های مختلفی رخنمون داشته و فراوانی کمی دارند. بافت‌های اصلی موجود در مجموعه ورلیت و دونیت دانه ای و تنش آواری هستند. در کرومیتیت‌های منطقه نیز، بافت‌های لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شوند. شواهد میکروسکوپی بیانگر وجود جهت یابی ترجیحی در کانی‌ها بوده که با بازتبلور دانه‌ها در دمای بالای گوشته‌ای همراه شده است. شیمی کانی‌های موجود در پریدوتیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل کانی‌های فورستریت با کروم کم و نیکل بالا، دیوپسید و کروم اسپینل منیزیم دار همراه با مقادیر کمی ارتوپیروکسن وابسته به گوشته بالایی هستند و دچار بیش از ۳۵ تا ۴۰ درصد ذوب بخشی شده‌اند. براساس نمودارهای تشخیص محیط زمین ساختی، مجموعه پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب بخشی از سنگ کره اقیانوسی هستند که در بالای یک منطقه فرورانش قرار دارند، دستخوش دگرگونی‌های ذوب بخشی شده و سپس به صورت زمین ساختی و به شکل بخشی از افیولیت در پوسته جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *افیولیت فاریاب؛ شیمی کانی پریدوتیت؛ مجموعه باجگان-دورکان؛ پهنه سنندج-سیرجان.*

مقدمه

افیولیت‌ها به صورت مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک-فرامافیک مشخص، اغلب در پهنه‌های جوش‌خورده ظاهر می‌شوند که با بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی ایجاد شده و اغلب به صورت بخش‌هایی از پوسته و گوشته اقیانوسی فرارانده شده در نظر گرفته می‌شوند [۱]. موقعیت‌های زمین ساختی متنوعی با زمین شیمیایی ویژه به عنوان مکان‌های مناسب برای تشکیل افیولیت‌ها پیشنهاد شده است که دربردارنده پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های کرانه‌ای کوچک، حوضه‌های پشت قوس و جزایر قوسی هستند [۲-۵]. توده‌های پریدوتیت دربرگرفته شده با گسل در پهنه های جوش‌خورده و در راستای گسل‌های راستا لغز اصلی رایج هستند. با این حال، اهمیت زمین‌ساختی این توده‌ها قابل بحث است [۶-۹]. بررسی ترکیب شیمی کانی‌های باقی‌مانده در این سنگ‌ها اطلاعات مهمی پیرامون شرایط فیزیکی، خاستگاه و محیط زمین ساختی آنها ارائه داده است [۱۰-۱۲].

یک توده پریدوتیتی به عنوان یک قطعه گسلی در مجموعه افیولیتی فاریاب در منطقه گلاشکرد (جنوب استان کرمان)، در

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۸۴۸۶۱۷۲، پست الکترونیکی: naseri.a1986@gmail.com

دورترین بخش جنوب شرقی پهنه سنندج - سیرجان ظاهر شده است. پهنه سنندج - سیرجان با راستای شمال غرب-جنوب شرق دربردارنده سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک - ژوراسیک بوده که در کنار سنگ‌های رسوبی کم‌عمق فانروزوئیک در یک کرانه قاره‌ای فعال، بالا آمده است [۱۴،۱۳]. تاکنون بررسی سنگ‌شناسی و زمین شیمی دقیقی پیرامون پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی فاریاب انجام نشده است. بیشترین پژوهش‌های انجام شده بر این مجموعه‌ها بررسی‌های سنجش از دور، زمین فیزیک و زمین شیمی اکتشافی در مورد وجود کانسار کرومیت و بررسی‌هایی در ارتباط با سایر نهشته-های معدنی، آتشفشانی‌ها و اسکارن‌های موجود در این منطقه هستند. براساس پژوهش رجب زاده و همکاران [۱۵]، سنگ-های افیولیتی فاریاب در شمال شرق میناب، قطعه‌هایی از پوسته اقیانوس نئوتتیس را نشان می‌دهد که روی کرانه قاره‌ای طی کرتاسه پسین قرار گرفته است. رجب زاده و موسوی نسب [۱۶] کانی‌شناسی و توزیع مواد معدنی گروه پلاتین (PGM) و سایر ترکیب‌های جامد در کرومیت افیولیت فاریاب به عنوان مجموعه سرخ‌بند را بررسی کرده‌اند و با تعیین کانی‌شناسی و ترکیب PGMهای مربوط به اسپینل کروم‌ها، گزارش کرده‌اند که این کانی‌ها به طور منظم درون کرومیت‌ها توزیع شده‌اند و نشانگر تغییرات پنهان آنها طی تبلور کروم اسپینل‌های میزبان، همزمان با تکامل ماگمایی، هستند.

در بررسی‌های صحرایی اولیه طی چند پیمایش بر واحدهای مجموعه افیولیتی فاریاب و جمع‌آوری نمونه‌های سنگی از این واحدها، دو گروه عمده سنگی دربردارنده واحدهای دگرگونی و واحد آذرین فرامافیک تشخیص داده شده‌اند. واحدهای دگرگونی قابل تشخیص در منطقه به طور عمده در گروه شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها قرار دارند. سنگ‌های مافیک منطقه بیشتر دچار دگرگونی شده‌اند اما ساخت‌های اولیه آنها در برخی نقاط قابل تشخیص مانده است. واحد فرامافیک به صورت گسله در تماس با سنگ‌های دگرگونی دیده می شود (شکل ۱). شناسایی و بررسی این سنگ‌ها می‌تواند بخشی از تاریخ شکل‌گیری مجموعه افیولیتی را روشن سازد، زیرا این سنگ‌ها به همراه دیگر واحدهای افیولیتی رخدادهای گوشته بالایی و پوسته را به خوبی در خود ثبت کرده‌اند. در این پژوهش، با ارائه داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی-های پریدوتیت در مجموعه افیولیتی فاریاب، برای بررسی خاستگاه این سنگ‌ها و دگرگونی‌های زمین ساختی است که پشت سر گذاشته‌اند بررسی شده است.



شکل ۱ سنگ‌های فرامافیک در تماس با واحدهای دگرگونی و مسیرهای پیموده شده در مجموعه افیولیتی گلاشکرد (گوگل ارث).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]

روش بررسی

پس از نمونه‌برداری صحرایی، تهیه تعدادی مقاطع نازک صیقلی و ابررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌هایی که بهتر گویای تکامل ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری بودند انتخاب شدند. برای بررسی دقیق رفتار زمین شیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی‌های پیروکسن، کرم اسپینل و الیوین آنها در کشور روسیه در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین زمانسنجی پرکامبرین با میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL JSM-6510LA مجهز به طیف‌سنج پراکندگی انرژی پرتوی ایکس JED-2200 در ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ کیلو ولت و جریان ۱ نانو آمپر، با پرتوی با قطر ۲-۱ میلی‌متر تجزیه شدند.

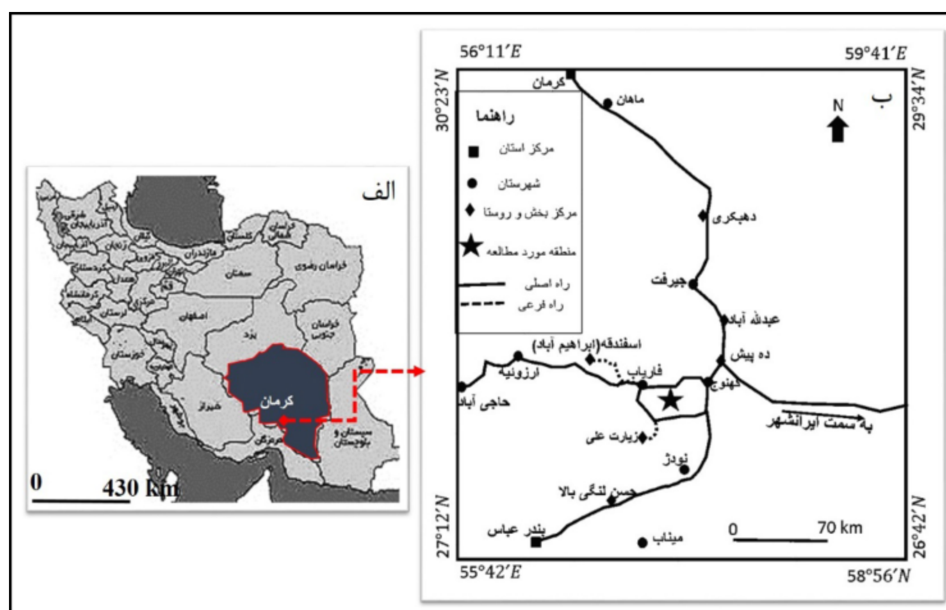
موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه افیولیتی فاریاب با گسترشی در راستای شرقی-غربی به طول حدود ۴۰ کیلومتر و عرض حدود ۲۰ کیلومتر در منطقه گلاشکرد و در غرب شهرستان فاریاب، بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران در دورترین بخش جنوب شرقی پهنه سنندج – سیرجان، واقع است (شکل ۲). این مجموعه بخش گوشته‌ای افیولیتی را در بر می‌گیرد که با سنگ‌های دگرگونی مجموعه باجگان از سمت جنوب و غرب [۱۷] و مجموعه‌های دگرگونی پیرامون رودخانه موردان از سمت شمال و بدون برخورد مستقیم دربرگرفته شده [۱۸]، در حالیکه بخش گوشته‌ای دستخوش دگرگونی چندانی نشده است.

بررسی‌های صحرایی

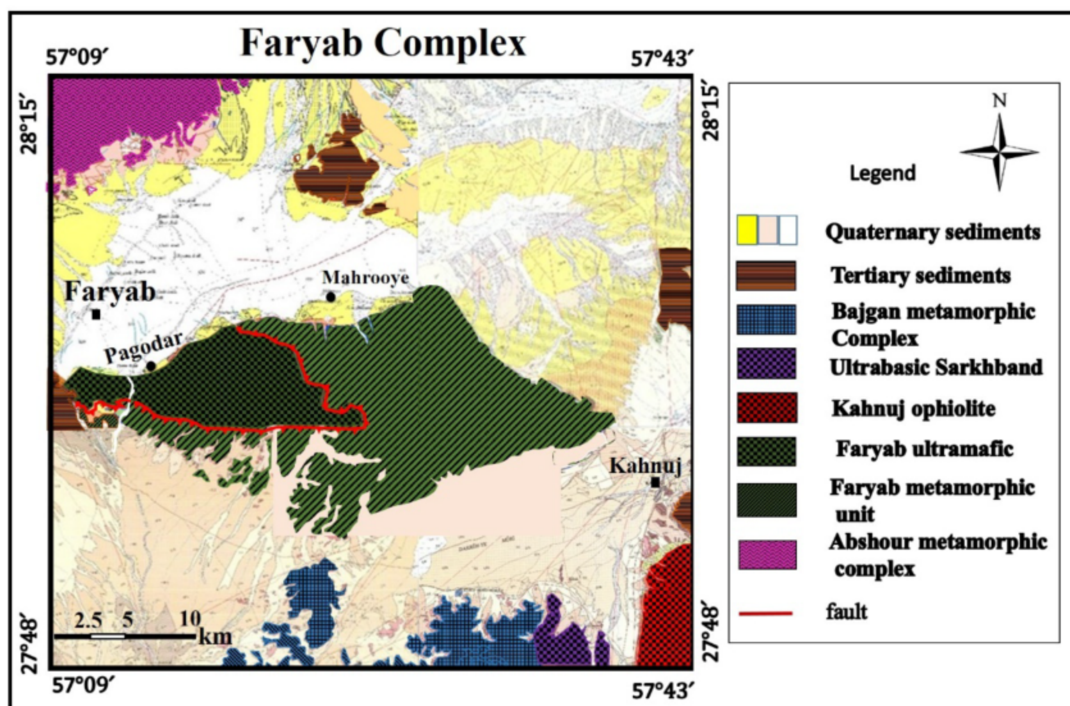
با توجه به تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۱) و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد بررسی (شکل ۳)، کمترین حجم مجموعه‌های سنگی موجود در منطقه گلاشکرد مربوط به سنگ‌های پریدوتیتی با درجه دگرگونی ضعیف و بدون دگرگونی است که با گسل‌های رورانده از سنگ‌های دگرگونی زیرین خود (از دیدگاه ساختاری و نه چینه شناسی) مجزا شده‌اند.

سنگ‌های فرامافیکی در تماس با واحدهای دگرگونی، نسبت به سنگ‌های فرامافیکی که در افق ساختاری بالاتری از واحدهای دگرگونی رخنمون دارند، بافت‌های میلونیتی و دگرشکلی خمیری دانه ریزتری را نشان می‌دهند وافزون بر این، دچار دگرگونی ضعیفی شده و سرپانتینیتی شده‌اند (شکل ۴ الف). واحدهای فرامافیک به طور عمده به صورت توده‌ای و همراه با کانی‌های ثانویه سرپانتین، با رنگ سیاه، کرم و گاهی سبز و قرمز ناشی از دگرسانی و اکسید شدن کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها دیده می‌شوند. آثار رگه‌های دگرسانی سرپانتینی و منیزیتی در برخی از آنها قابل تشخیص است (شکل‌های ۴ پ و ت). رگه‌های کرومیتی با ضخامت‌های چند متر در واحدهای فرامافیک دیده می‌شوند. رگه‌های کرومیت بیشتر در دونیت‌ها تشکیل شده‌اند. دونیت‌ها گاهی دستخوش دگرسانی شدید شده‌اند و با رنگ‌های قهوه‌ای تا سبز روشن شناسایی می‌شوند (شکل ۴ ب).

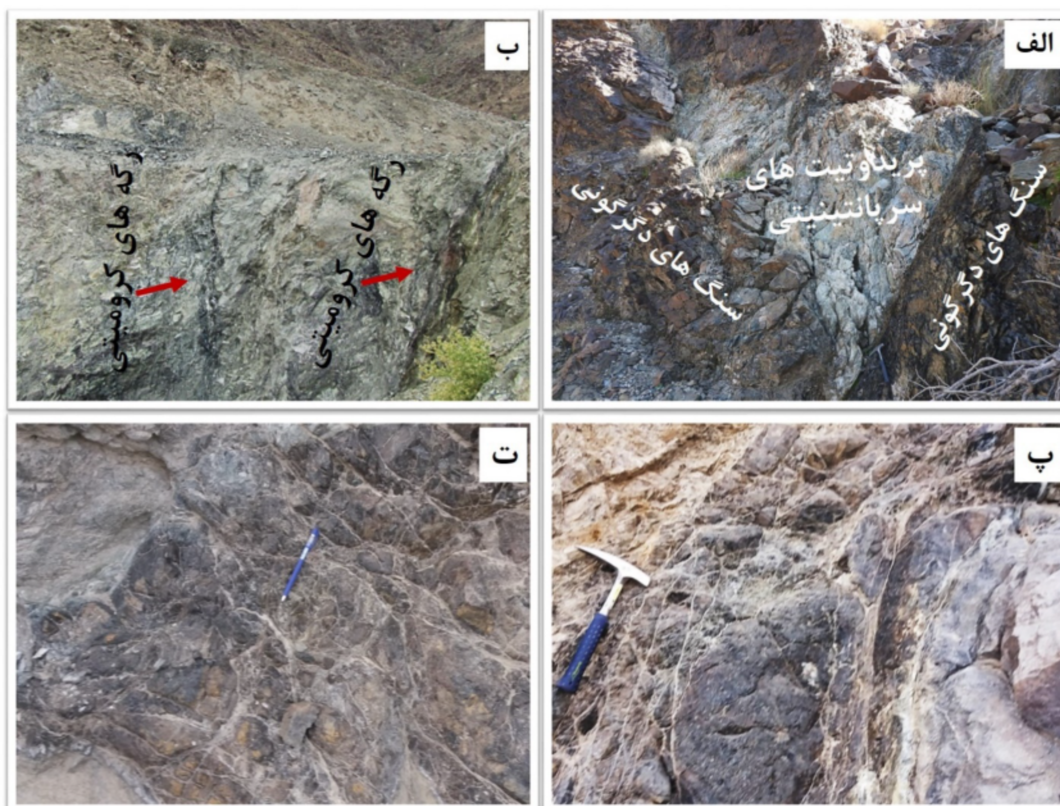


شکل ۲ الف) موقعیت جغرافیایی استان کرمان و شهرستان فاریاب در نقشه ایران؛ ب) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مجموعه افیولیتی گلاشکرد در شهرستان فاریاب.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]



شکل ۳ نقشه ساده شده از واحدهای مجموعه گلاشکرد، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاگدار، محمدآباد، کهنوج و نودز، از انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران (۱۹۷۹-۲۰۱۳).



شکل ۴ الف) واحد پریدوتیت سرپانتینیتی شده به صورت گسله در کنار واحدهای دگرگونی، دید به سمت شمال شرق؛ ب) رگه‌های سیاه کرومیت در سنگ‌های سفید دونیتی، دید به سمت شمال؛ پ و ت) رگه‌های سرپانتینیتی در واحدهای پریدوتیت، دید به سمت شمال غرب.

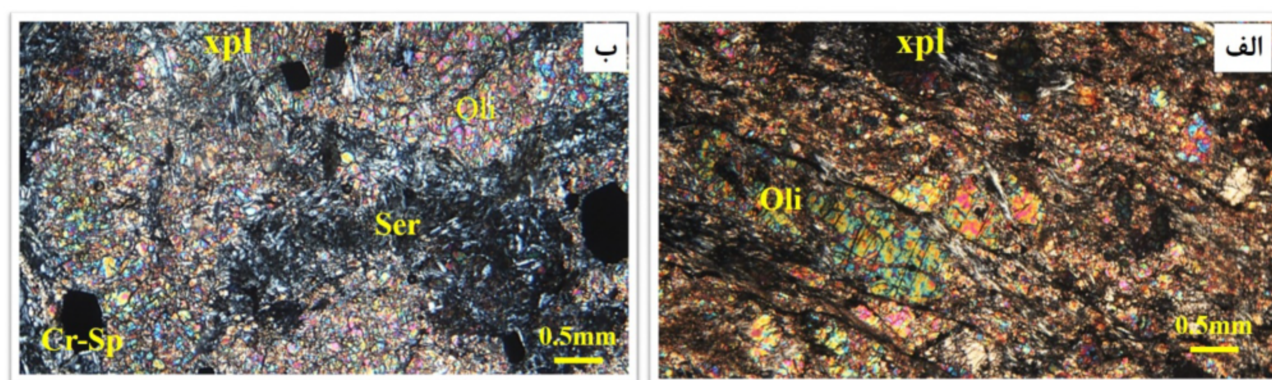
سنگ‌نگاری

بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۱۹] و با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، مهمترین واحدهای سنگی پریدوتیت تشکیل دهنده مجموعه گلاشکرد دربردارنده دونیت، ورلیت، پیروکسنیت، کرومیتیت و سرپانتینیت هستند که در ادامه توصیف می‌شوند

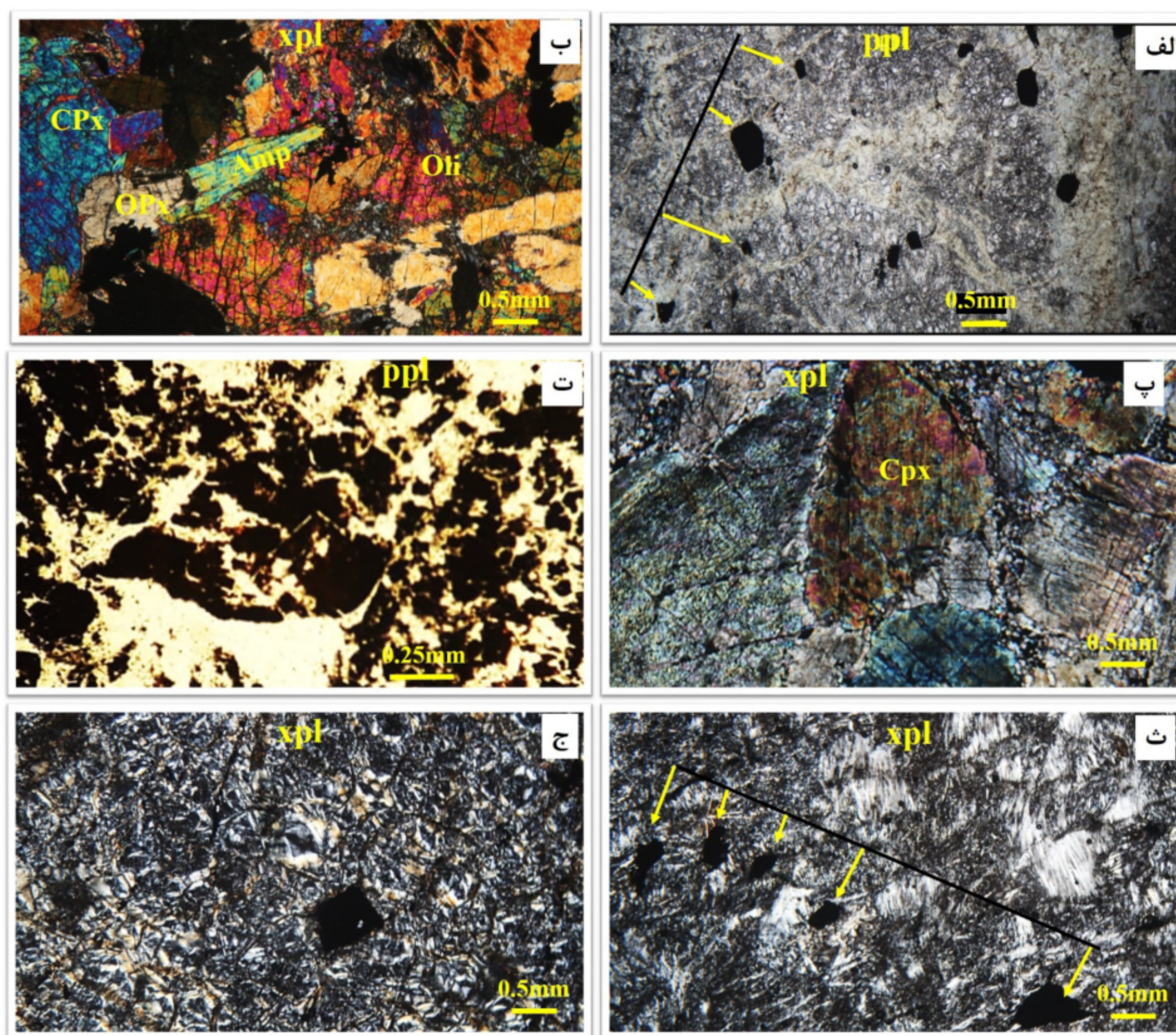
دونیت: دونیت‌ها مهمترین سنگ شناسی دربردارنده کانی‌های کرومیت منطقه گلاشکرد را تشکیل داده‌اند. ترکیب متوسط مودال آنها بیش از ۹۵ تا ۹۷ درصد الیوین و ۵ تا ۳ درصد اسپینل است. بافت اصلی آنها دانه ای بوده اما بافت تنش آواری نیز در الیوین‌ها و اسپینل‌ها دیده شده است. آثار دگرشکلی از قبیل کرنش دانه‌ها در شرایط خمیری و بافت‌های میلونیتی در بلورهای الیوین دیده شده است. الیوین‌ها در بیشتر مقاطع دستخوش دگرسانی سرپانتینیتی شده، به طوری که در بعضی نمونه‌ها، کامل به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند و گاهی بافت شبکه‌ای ایجاد شده است (شکل ۵). الیوین‌ها دارای خاموشی موجی و بیشتر بدون شکل هستند. اسپینل‌های موجود در این دونیت‌ها بیشتر نیمه‌شکل‌دار تا بدون شکل و اغلب به رنگ سیاه تشکیل شده‌اند. کروم اسپینل‌ها اغلب به صف شده و نیز به صورت پراکنده درون الیوین‌ها قرار گرفته‌اند. در بعضی از نمونه‌ها، بلورهای کروم اسپینل دارای ترک‌های کششی، جهت-یافتگی و بافت‌های میلونیتی هستند (شکل ۶ الف).

ورلیت: بر اساس بررسی های میکروسکوپی، ورلیت در منطقه گلاشکرد شامل حدود ۴۰ درصد الیوین، ۴۵ درصد کلینوپیروکسن و گاهی حدود ۱۰ درصد کانی‌های آمفیبول، ۳ درصد کروم اسپینل و ۲ درصد کانی‌های ارتوپیروکسن است. دگرسانی در این سنگ‌ها نسبت به دونیت‌ها کمتر است و به طور کلی بافت دانه ای را نشان داده‌اند. همچنین بافت تنش آواری و شبکه ای در سنگ‌ها دیده می شود. کانی الیوین بی شکل بوده و دارای شکستگی‌های فراوانی است که با کانی‌های ثانویه پر شده‌اند. این در حالی است که کانی کلینوپیروکسن یکی از دیگر پورفیری آواری‌های موجود در این سنگ‌ها با دو رخ عمود، رنگ‌های تداخلی آبی، سبز و صورتی و تیغه‌های جدایشی دیده می‌شود. این کانی گاهی دارای لبه‌های منحنی شکل است که در کنار ارتوپیروکسن و کروم اسپینل قرار دارد.

اسپینل موجود در این سنگ‌ها اغلب به صورت بی شکل، دارای لبه‌های نامنظم و تقریباً زیگزاگی و در اندازه‌های متفاوت تشکیل شده است. اسپینل در ورلیت‌ها به صورت پراکنده و بین کانی‌های الیوین یا کنار آنها و پورفیری آواری‌های کلینوپیروکسن ظاهر شده است. در بعضی از کانی‌های اسپینل، درونبارهای ریز الیوین دیده می‌شوند. شکفته بلورهای آمفیبول که به احتمال بسیار در مراحل پس از تشکیل ورلیت و در نتیجه یک مرحله دگرگونی ناحیه‌ای به وجود آمده‌اند، قابل مشاهده هستند. این کانی‌ها به دو صورت کشیده و منشوری شکل و در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL)، بی رنگ دیده شده‌اند. بی رنگ بودن آنها به احتمال بسیار به دلیل مقدار منیزیم بالا در آنهاست. بلورهای آمفیبول به صورت شکفته بلورهای ثانویه روی کانی‌های اولیه (الیوین) تشکیل شده‌اند (شکل ۶ ب).



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی دونیت‌ها: الف) بلورهای کشیده شده و میلونیتی الیوین در دونیت در نور قطبیده متقاطع (XPL)؛ ب) بلورهای الیوین (Oli) باقیمانده و سرپانتین (Srp) در نور قطبیده متقاطع (XPL)؛



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی دونیت، ورلیت، پیروکسنیت، کرومیتیت و سرپانتینیت: الف) بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کرومیت به صورت پراکنده و جهت‌دار در دونیت در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL)؛ ب) شکفته‌بلورهای الیوین (Oli)، کلینوپیروکسن (CPX)، ارتوپیروکسن (OPX) و شکفته بلورهای آمفیبول (Am) در ورلیت در نور قطبیده متقاطع (XPL)، با بزرگنمایی 40x؛ پ) کانی های کلینوپیروکسن در پیروکسنیت در XPL با بزرگنمایی 40x؛ ت) کرومیتیت کروم اسپینل‌های بی شکل با آثار خردشدگی شدید، با رنگ نارنجی و قهوه‌ای تیره و دارای میانباره‌های سرپانتین که با رنگ سفید در PPL با بزرگنمایی 100x مشخص هستند؛ ث) کروم اسپینل‌های به صف شده و ج) کروم اسپینل شکل‌دار در سرپانتینیت در XPL، با بزرگنمایی 40x.

پیروکسنیت: این سنگ‌ها به صورت برونزدهای کوچکی در نزدیکی دونیت‌ها با رنگ هوازدگی تقریباً کرم یافت شده‌اند. کانی دیده شده در این سنگ‌ها به طور عمده (بیش از ۹۰ درصد) کلینوپیروکسن (کلینوپیروکسنیت) است. نمونه هایی از بلورهای بسیار درشت کلینوپیروکسن در حال دگرسان شدن به آمفیبول دیده می شوند. در بعضی از نمونه‌ها، پیروکسن‌ها به صورت بی شکل با سطوح نامنظم، دارای دو رخ عمود و تیغه‌های جدایشی دگرشکلی باریکی در راستای رخ‌ها به احتمال بسیار با ترکیب ارتوپیروکسن بوده که از لبه در حال سرپانتینیتی شدن هستند. بلورهای اسپینل در این سنگ‌ها دیده نشده‌اند (شکل ۶ پ).

کرومیتیت: در مجموعه‌های فرامافیک، مقدار کرومیت موجود در دونیت‌ها گاهی به تدریج افزایش می‌یابد و زمانی که مقدارش به بیش از ۴۰ درصد برسد، آن سنگ کلینوپیروکسن نامیده می‌شود [۲۰]. کرومیتیت از نظر زایشی با دونیت در ارتباط است، به طوری که در بسیاری از مجموعه‌های ابر بازی دنیا

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]

(چون افیولیت ترودوس در قبرس [۲۱] و منطقه مورد بررسی گلاشکرد)، ارتباط این دو کامل نمایان است و گاهی کرومیت-های پر عیار (بالای ۵۰ درصد) در منطقه ایجاد شده‌اند. کانی-های عمده در این سنگ‌ها کروم اسپینل (کرومیت) و الیوین هستند. با توجه به تقسیم‌بندی مرجع [۲۰]، مقدار کرومیت در کرومیتیت‌های با بافت پراکنده ۴۰ تا ۸۵ درصد و در کرومیتیت‌های توده‌ای ۸۶ تا ۱۰۰ درصد است. در سنگ‌های فرامافیک منطقه گلاشکرد، اسپینل‌ها گاهی به صورت لایه‌هایی بین الیوین‌ها یا سرپانتین‌ها و گاهی نیز به صورت بلورهای پراکنده در زمینه‌ای از الیوین قرار دارند. همچنین درونبارهایی از الیوین درون آنها دیده شده است.

کرومیت مهمترین و بیشترین کانی تشکیل دهنده کرومیتیت‌های مجموعه فاریاب است. این کانی در مقاطع میکروسکوپی اغلب بی شکل تا نیمه‌شکل‌دار است و آثار خرد-شدگی شدیدی را نشان می‌دهد. اغلب بافت اولیه کرومیت‌ها به دلیل خردشدگی زیاد قابل تشخیص نیست، اما با توجه به الگوی قرارگیری بلورها در کنار هم، می‌توان بافت توده‌ای را برای آنها تشخیص داد، زیرا در بافت توده‌ای، بلورها با زاویه ۱۲۰ درجه اتصال سه گانه تشکیل داده‌اند که در این کانی‌ها نیز می‌توان این اتصال سه گانه را دید. کرومیت‌های مورد بررسی در انواع دگرسان نشده یا کمتر دگرسان شده در PPL، رنگ‌های نارنجی، قهوه‌ای مایل به قرمز تا قهوه‌ای تیره و در انواع دگرسان شده، رنگ سیاه را نشان داده‌اند، اما در نور قطبیده متقاطع (XPL) تیره هستند. در بلورهای کرومیت، آثار شکستگی‌های کششی دیده نشده و فضای بین بلورها با سرپانتین پر شده است. همچنین دانه‌های کرومیت گاهی دارای میانبارهایی از سرپانتین هستند. افزون بر کانی کرومیت، الیوین نیز از دیگر کانی‌های تشکیل دهنده کرومیتیت‌هاست. الیوین در کرومیتیت‌ها نسبت به سایر واحدهای سنگی چون دونیت‌ها، دارای آثار دگرسانی شدیدتر هستند. در کرومیتیت‌های مورد بررسی نیز، الیوین‌ها کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند و اثری از آنها باقی نمانده است (شکل ۶ ت).

سرپانتینیت: مهمترین کانی تشکیل دهنده در سرپانتینیت‌ها سرپانتین با رنگ‌های تداخلی خاکستری روشن تا سفید است که به صورت کانی صفحه‌ای تا رشته‌ای با چندرنگی زرد در نور قطبیده طبیعی دیده می‌شود. در برخی از مقاطع میکروسکوپی از نمونه‌های سرپانتینیت مورد بررسی، آثاری از کانی‌های اولیه الیوین، کرومیت و به احتمال بسیار ارتوپیروکسن و همچنین کانی‌های ثانویه طلق و کلسیت دیده شده، اما در بعضی دیگر از این سنگ‌ها، اثری از کانی‌های چون مثل الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن دیده نشده است. کانی الیوین در این سنگ‌ها هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه و یا باز متبلور شده تشخیص داده شده است. کرومیت‌ها با رنگ سیاه به شکل بلورهای شکل دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. در برخی نمونه ها، آثار به صفشدگی وجود دارد (شکل‌های ۶ ث و ج).

شیمی کانی‌های موجود در پریدوتیت‌ها

الیوین: الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب اغلب سرپانتینی شده‌اند. شدت سرپانتینی شدن این کانی‌ها در بعضی نمونه‌ها بالاست، اما در بعضی نمونه‌ها می‌توان بخش‌هایی از کانی الیوین را به صورت سالم در زیر میکروسکوپ دید. الیوین‌ها در پریدوتیت‌ها از نظر ترکیب به نسبت یکنواختی دارند (جدول ۱).

براساس نمودار $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ نسبت به $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$، الیوین در پریدوتیت‌ها ماهیت فورستریت و کریزولیت دارد (شکل ۷ الف) و از Fo89.79 تا Fo92.2 متغیر است. مقدار NiO از ۰/۵۷ تا ۰/۱۳ درصد وزنی و به مقدار معمول این اکسید در پریدوتیت‌های گوشته است. مقدار FeO از ۷/۴ تا ۹/۳۸ درصد وزنی متغیر است، درحالیکه مقادیر Cr_2O_3 ناچیز اندازه گیری شد (کمتر از ۰/۰۱ درصد وزنی).

کلینوپیروکسن: مقاوم بودن کلینوپیروکسن نسبت به دگرشکلی در سنگ‌های پریدوتیتی مجموعه فاریاب باعث گردیده است که این کانی نسبت به دیگر کانی‌های موجود در سنگ (الیوین و ارتوپیروکسن) کمتر دستخوش تغییر شود و از این رو، در همه نمونه‌های پریدوتیتی حضور دارد. فرمول ساختاری کلینوپیروکسن مورد بررسی بر اساس ۶ اتم اکسیژن محاسبه گردید. کلینوپیروکسن در پریدوتیت‌ها دارای مقدار Mg# برابر با (۰/۹۷ – ۰/۹۳، همراه با مقدار Al_2O_3، CaO، Cr_2O_3 و TiO_2 به ترتیب ۰/۱۵ تا ۱/۰۸ درصد وزنی، ۲۴/۵۹ تا ۲۶/۶ درصد وزنی، صفر و تا ۰/۶ درصد وزنی است (جدول ۲). این کانی دارای ترکیب‌های متوسط ۴۷/۳۵ – ۵۳/۳ = Wo ، ۳۷ /۵۰ – ۴۴/۸۸= En و ۳/۲ – ۱/۸۲ = Fs است و رده‌بندی مرجع [۲۲] نشان می‌دهد که همه کلینوپیروکسن‌ها بیشتر دیوپسید هستند (شکل ۷ ب).

کروم اسپینل: اسپینل مهم‌ترین کانی از نظر تغییرات ترکیبی در سنگ‌هاست و می‌تواند برای فهم فرآیندهای موثر بر سنگ، به کار رود به طوریکه #Cr این کانی‌ها می‌تواند به عنوان یک نشانگر در تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها استفاده شود [۲۳]. ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار متبلور شده در محیط‌های مختلف متفاوت بوده و در واقع محیط تبلور مهمترین عامل موثر بر ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار است. البته، ترکیب این کانی‌ها در اثر دگرسانی و دگرگونی پسرونده نیز دچار تغییر می‌گردد، ولی این تغییرات جزئی است [۲۳].

کروم اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه با Cr_2O_3 بالا (۵۰٫۸۷ – ۲۳٫۸۹ درصد وزنی در ورلیت ها و ۴۷٫۴۶ – ۵۸٫۱۶ درصد وزنی در کرومیتیت) و Al_2O_3 کم (۸٫۱۸ – ۵٫۸ درصد وزنی در ورلیت و ۵٫۲۶ درصد وزنی در کرومیتیت) مشخص می‌شوند (شکل ۷ پ). مقدار $Cr\#=Cr/(Cr + Al)$ برابر با ۰٫۷ تا ۰٫۸۳ در ورلیت و ۰٫۶۶ تا ۰٫۸۷ در کرومیتیت است، در حالی که ($Mg\#=Mg/(Mg + Fe^{+2})$ در گستره ۰٫۰۵ تا ۰٫۳۹ در ورلیت و ۰٫۳۷ تا ۰٫۵۷ در کرومیتیت تغییر می‌کند (جدول ۳). کروم اسپینل ها دارای مقدار FeO از ۲۵٫۸۹ تا ۶۰٫۷۵ درصد وزنی در ورلیت و ۱۷٫۲ – ۲۶٫۲۵ درصد وزنی در کرومیتیت، مقدار MgO از ۱٫۷۱ تا ۱۰٫۷۱ درصد وزنی در ورلیت و ۸٫۴۷ – ۱۳٫۴۹ درصد وزنی در کرومیتیت و مقدار TiO_2 در ورلیت تا ۰٫۴۳ درصد وزنی و در کرومیتیت از ۰٫۱۴ تا ۰٫۵ درصد وزنی هستند. غنی‌شدگی کروم اسپینل‌های سالم از Mg و Cr و کم بودن Ti و Fe^{+3} در آنها بیانگر ماهیت اولیه این کانی‌هاست [۲۴].

محیط زمین‌ساختی و خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی

بر پایه ترکیب شیمیایی کانی‌های تجزیه شده، چون اسپینل و پیروکسن، می‌توان خاستگاه و شرایط تشکیل پریدوتیت‌های گوشته مجموعه افیولیتی فاریاب تعیین کرد [۲۵-۲۷]؛ برای مثال، از ترکیب اسپینل‌ها می‌توان پریدوتیت‌های گوشته را از پریدوتیت‌های انباشت سنگ تفکیک نمود. همچنین، با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها می‌توان پریدوتیت‌های گوشته زیر پوسته اقیانوسی و زیر پوسته قاره‌ای را از هم تشخیص داد. براساس نمودار مقدار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 کانی‌های اسپینل موجود در پریدوتیت‌های مجموعه‌های نام برده این پریدوتیت‌ها در گستره پریدوتیت‌های گوشته‌ای قرار دارند (شکل ۷ ت). گستره‌های گوناگون مشخص شده در شکل ۷ ت برگرفته از مراجع [۲۸-۳۰] هستند.

جدول ۱ میانگین ترکیب الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه گلاشکرد، (بر حسب درصد وزنی) و فرمول ساختاری بر اساس ۴ اتم اکسیژن، به همراه مقدار اعضای پایانی آنها.

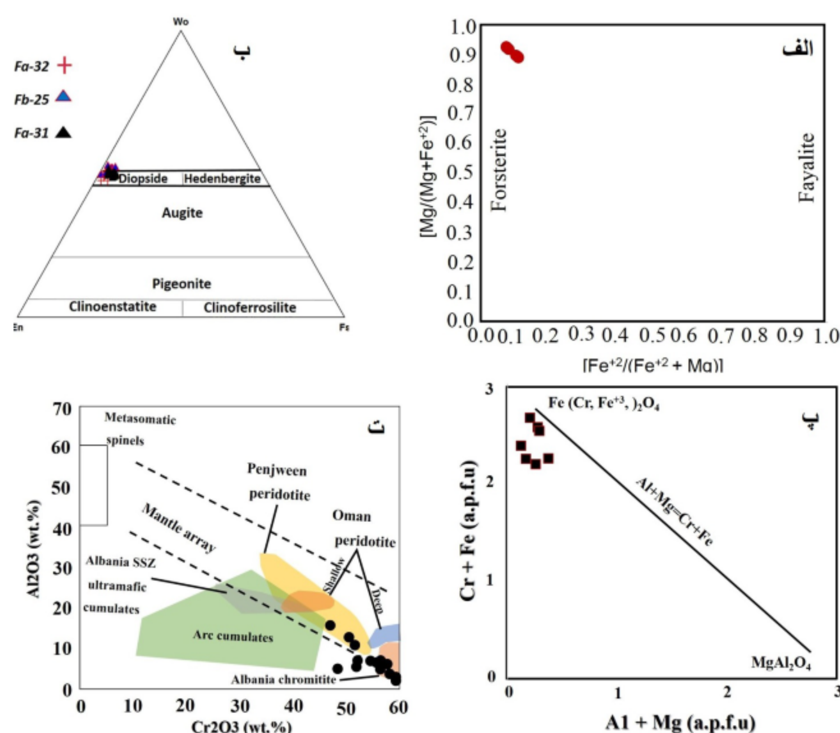
نوع سنگ	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Per	Per	Per	Per	Per	Per	Per
نمونه	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fb-25
SiO_2	۴۱٫۷۵	۴۱٫۳۲	۴۱٫۷۶	۴۰٫۷۲	۴۱٫۷۱	۴۱٫۴۵	۴۱٫۴۲	۴۱٫۹۳	۴۱٫۵۵	۴۲٫۵۷	۴۱٫۵۳	۴۱٫۶	۴۲٫۴
TiO_2	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al_2O_3	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
FeO	۸٫۴۳	۸٫۳	۸٫۳۶	۹٫۳۸	۹٫۲۴	۹٫۲۶	۹٫۰۵	۷٫۹۹	۷٫۷۲	۸٫۰۶	۷٫۴۸	۷٫۷۸	۷٫۴
MnO	۰٫۲۳	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۳	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۴۶	۰٫۲۸	۰٫۱۷	۰٫۵۵	۰٫۳	۰٫۲۲
MgO	۴۸٫۴۴	۴۸٫۸	۴۷٫۹	۴۷٫۷۴	۴۸٫۲۹	۴۸٫۶۱	۴۸٫۶۳	۴۹٫۴۸	۵۰٫۲	۴۹٫۱۵	۴۹٫۳	۴۹٫۸۸	۴۹٫۷۶
CaO	۰	۰	۰٫۲۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Nio	۰٫۳۳	۰٫۵۶	۰٫۲۶	۰٫۴۶	۰٫۳۵	۰٫۵۲	۰٫۶۳	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۴۳	۰٫۲۲
مجموعه	۹۹٫۱۸	۹۹٫۱۶	۹۸٫۵۰	۹۸٫۶۰	۹۹٫۸۴	۱۰۰	۹۹٫۸۷	۱۰۰	۹۹٫۸۶	۱۰۰	۹۸٫۹۹	۹۹٫۹۹	۱۰۰
Si	۱٫۰۲۳	۱٫۰۱۴	۱٫۰۲۹	۱٫۰۱	۱٫۰۲	۱٫۰۱۳	۱٫۰۱۳	۱٫۰۱۸	۱٫۰۱	۱٫۰۳	۱٫۰۱۷	۱٫۰۱۱	۱٫۰۲۵
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe^{+2}	۰٫۱۷۳	۰٫۱۷	۰٫۱۷۲	۰٫۱۹۵	۰٫۱۸۹	۰٫۱۸۹	۰٫۱۸۵	۰٫۱۶۲	۰٫۱۵۷	۰٫۱۶۳	۰٫۱۵۳	۰٫۱۵۸	۰٫۱۵
Fe^{+3}	۰												
Mn	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵
Mg	۱٫۷۷	۱٫۷۹	۱٫۷۵۹	۱٫۷۶۷	۱٫۷۶	۱٫۷۷	۱٫۷۷	۱٫۷۹	۱٫۸۱۷	۱٫۷۷	۱٫۷۹۹	۱٫۸۰۶	۱٫۷۹۳
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ni	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴
مجموعه	۲٫۹۷۷	۲٫۹۹	۲٫۹۷	۲٫۹۸۹	۲٫۹۸	۲٫۹۸۷	۲٫۹۸۷	۲٫۹۸	۲٫۹۹	۲٫۹۷	۲٫۹۸۳	۲٫۹۸۹	۲٫۹۷۵
Mg#	۰٫۹۱۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۲۲	۰٫۹۲	۰٫۹۲
فورستریت	۹۰٫۸۸	۹۱٫۱۶	۹۰٫۹	۸۹٫۷۹	۹۰٫۰۷	۹۰٫۱۴۷	۹۰٫۴۲	۹۱٫۲۵	۹۱٫۷۹	۹۱٫۴۱	۹۱٫۶۲	۹۱٫۶۷	۹۲٫۰۹
فایالیت	۸٫۸۷	۸٫۶۹	۸٫۹	۹٫۹	۹٫۶۷	۹٫۶۳۲	۹٫۴۴	۸٫۲۷	۷٫۹۲	۸٫۴۱	۷٫۸	۸٫۰۲	۷٫۶۸
تفروییت	۰٫۲۵	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۳۲	۰٫۲۷	۰٫۲۲۱	۰٫۱۵	۰٫۴۸	۰٫۲۹	۰٫۱۸	۰٫۵۸	۰٫۳۱	۰٫۲۳
نام الوین	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr

Whr = Whrlite & Per = Peridotite: Fo = Forsterite & Chr = Chrysolite

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]

جدول ۲ میانگین ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه گلاشکرد، (بر حسب درصد وزنی) به همراه فرمول ساختاری و مقدار اعضای پایانی آنها.

Rock type	Whr	Whr	Whr	Whr	Per	Per	Per	Per	Whr	Whr	Whr	Whr
Sample No.	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fa-31	Fa-31	Fa-31	Fa-31
SiO_2	۵۴٫۲۳	۵۴٫۴۳	۵۴٫۶	۵۵٫۰۳	۵۵٫۱۳	۵۵٫۴۳	۵۵	۵۴٫۷۱	۵۳٫۵۵	۵۳٫۶۳	۵۶٫۱۲	۵۴٫۳۲
TiO_2	۰	۰	۰	۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰	۰	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۰۸
Al_2O_3	۰٫۵۳	۰٫۰۱	۰٫۳۱	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۱۶	۰٫۵۷	۰٫۳۲	۲٫۵۴	۲٫۳۹	۲٫۴۴	۲٫۱۱
Cr_2O_3	۰٫۱۱	۰	۰	۰	۰٫۳۱	۰٫۱۳	۰٫۷	۰٫۲۴	۰٫۷۴	۰٫۷	۰٫۵۹	۰٫۵۶
FeO	۱٫۵۳	۱٫۶۶	۱٫۳۸	۱٫۱۴	۱٫۶۹	۱٫۴۷	۱٫۵۷		۲٫۶۲	۲٫۶۱	۲٫۷۲	۲٫۵۹
MnO	۰	۰	۰٫۱۵	۰	۰٫۰۴	۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱
MgO	۱۸٫۲۹	۱۸٫۱۶	۱۷٫۹	۱۷٫۲۴	۱۶٫۹۳	۱۶٫۸۹	۱۶٫۶۱	۱۷٫۱۶	۱۶٫۴۳	۱۶٫۲۳	۱۷٫۳۷	۱۶٫۸۸
CaO	۲۵٫۲	۲۴٫۷۵	۲۵٫۷۹	۲۶٫۰۷	۲۵٫۹	۲۵٫۷۸	۲۶٫۳۸	۲۶٫۶	۲۴٫۵۹	۲۴٫۹۷	۲۴٫۹۹	۲۵٫۲۱
Na_2O	۰٫۱۳	۰	۰	۰٫۱۱	۰	۰	۰	۰	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۱۵
K_2O	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
مجموع	۱۰۰	۰۱٫۹۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۹۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۴	۱۰۲
Si	۱٫۹۷	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۲	۱٫۹۹	۲	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۴	۱٫۹۴	۱٫۹۵	۱٫۹۴
Ti	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲
Al	۰٫۰۲۳	۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۴	۰٫۱۰۸	۰٫۱۰۲	۰٫۱	۰٫۰۸۹
Cr	۰٫۰۰۳	۰	۰	۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۶
Fe^{+2}	۰٫۰۴۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۵	۰٫۰۵۱	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۹	۰٫۰۷۹	۰٫۰۷۹	۰٫۰۷۹	۰٫۰۷۷
Mn	۰	۰	۰٫۰۰۵	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Mg	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۷	۰٫۹۳	۰٫۹۱۲	۰٫۹۱	۰٫۸۹	۰٫۹۲۶	۰٫۸۸۶	۰٫۸۸	۰٫۸۹۹	۰٫۹
Ca	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۱٫۰۰۳	۱٫۰۱۳	۱٫۰۰۳	۱	۱٫۰۲	۱٫۰۳۱	۰٫۹۵۲	۰٫۹۷	۰٫۹۳	۰٫۹۶۶
Na	۰٫۰۰۹	۰	۰	۰٫۰۰۸	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱
K	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰
مجموع	۴	۴	۴	۴	۳٫۹۹	۳٫۹۸	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Mg#	۰٫۹۵	۰٫۹۴	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۹۱	۰٫۹۱
ولاستونیت	۴۸٫۳۹	۴۸٫۲۳	۴۹٫۷۰	۵۰٫۹۷	۵۰٫۹۷	۵۱٫۱۱	۵۱٫۹۲	۵۱٫۳۳	۴۹٫۱۹	۴۹٫۷۹	۴۸٫۲۳	۴۹٫۳۷
انستاتیت	۴۸٫۸۸	۴۹٫۲۵	۴۸	۴۶٫۹۰	۴۶٫۳۶	۴۶٫۶۰	۴۵٫۴۹	۴۶٫۰۸	۴۵٫۷۴	۴۵٫۰۳	۴۶٫۶۵	۴۶
فورستریت	۲٫۲۸	۲٫۵۲	۲٫۳۰	۱٫۷۴	۲٫۶۶	۲٫۲۹	۲٫۵۹	۲٫۵۹	۴٫۲۰	۴٫۲۸	۴٫۲۴	۴٫۱۱
Ac	۰٫۴۵	۰	۰	۰٫۳۹	۰	۰	۰	۰	۰٫۸۷	۰٫۹	۰٫۸۷	۰٫۵۳
نام کلینوپیروکسن	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید



شکل ۷ شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه گلاشکرد: (الف) نمودار Mg# نسبت به Fe# برای الیوین‌ها [۲۸]؛ ب) نمودار کاتیونی Fe + Cr نسبت به Al + Mg برای کروم اسپینل‌ها، خط مورب نشان دهنده جایگزینی ۱:۱ است؛ (پ) ترکیب پیروکسن‌های بررسی شده [۲۲]؛ ت) مقدار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 اسپینل‌های کروم‌دار [۲۹-۳۱].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]

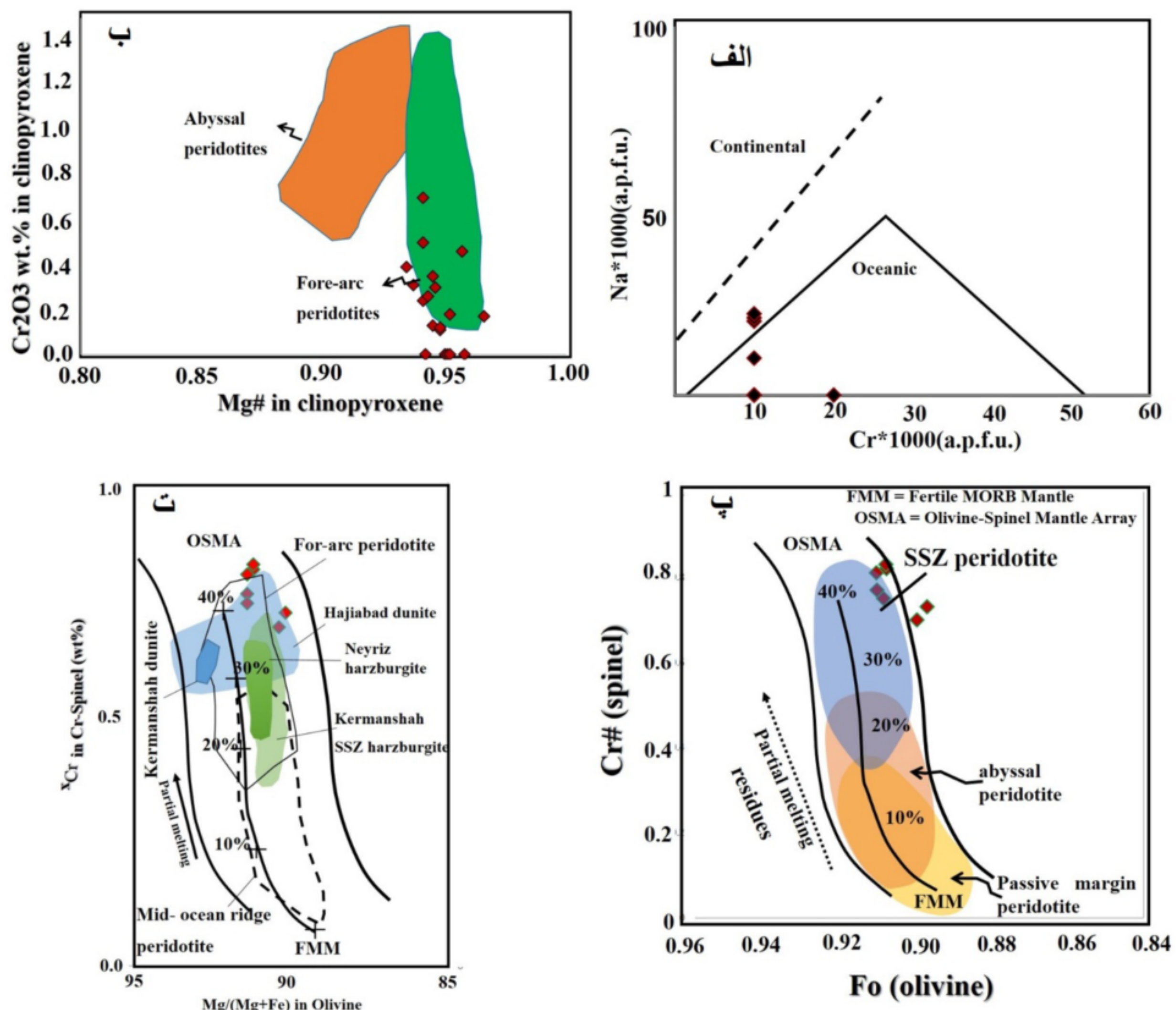
بر اساس تقسیم‌بندی پریدوتیت‌های افیولیتی با استفاده از عدد کروم در اسپینل‌ها [۲۳] که پریدوتیت‌های با عدد کروم بیش از ۶٫ بیشتر در جزایر قوسی تشکیل می‌شوند، عدد کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب نشان دهنده تشکیل این سنگ‌ها در ارتباط با فرورانش در یک پوسته اقیانوسی است.

بر پایه مقدار Cr و Na در واحد ساختاری کلینوپیرکسن-های موجود در پریدوتیت‌های گوشته منطقه مورد بررسی، همه پریدوتیت‌ها در گستره محیط اقیانوسی قرار دارند (شکل ۸-الف). گستره‌های مشخص شده در شکل ۸ الف برگرفته از مرجع [۳۲] هستند. نمودار مقدار Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن پریدوتیت‌ها نسبت به #Mg نشان می‌دهد که آنها شباهت بسیاری به پریدوتیت‌های حوضه پیش کمان مجموعه‌های افیولیتی دارند که بیانگر ارتباط خاستگاه آنها با محیط زمین ساختی ابرفرورانش است (شکل ۸ ب). نمودار آرایه گوشته الیوین- اسپینل (OSM) در شکل ۸ پ [۳۳] بر اساس مقدار Fo الیوین و #Cr از کروم اسپینل رسم شده است. بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در میدان پریدوتیت‌های پهنه ابرفرورانش (SSZ) قرار دارند. از این نمودار همچنین مشهود است که پریدوتیت‌ها در معرض درجه بالایی از ذوب بخشی (۴۰٪) قرار گرفته‌اند. همچنین نمودار مقدار #Cr از کروم اسپینل نسبت به مقدار #Mg از الیوین درجه بالایی از ذوب بخشی (۴۰٪) و موقعیت زمین ساختی پریدوتیت‌های جلو قوس را نشان می‌دهد (شکل ۸ ت). بر اساس این نمودار، پریدوتیت‌های مورد بررسی تا حدی با پریدوتیت‌های حاجی آباد، نیریز و کرمانشاه در پهنه زاگرس قابل مقایسه هستند. با توجه به نتایج به دست آمده از نمودارها می‌توان گفت که پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب در این پژوهش از درجه‌های بالای ذوب بخشی از یک گوشته زیر اقیانوسی تشکیل شده‌اند.

جدول ۳ میانگین ترکیب اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه گلاشکرد، (بر حسب درصد وزنی)، و فرمول ساختاری بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن.

نوع سنگ	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
نمونه	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-38	Fa-38	Fa-38	Fa-38	Fa-38	Fa-38
SiO_2	۰٫۷۹	۲٫۸۹	۶٫۷۶	۰٫۵۳	۱٫۸۵	۲٫۸۵	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۱	۲٫۷۲	۰٫۲۹	۲٫۶۵
TiO_2	۰٫۴۵	۰٫۳۸	۰	۰٫۴۳	۰	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۲۹
Al_2O_3	۷٫۶۱	۷٫۱۵	۶٫۱	۶٫۲۲	۵٫۸	۸٫۱۸	۱۳٫۳۶	۱۶٫۲۴	۷٫۶۰	۷٫۶۴	۷٫۱۱	۵٫۴۹
Cr_2O_3	۵۰٫۸۷	۴۶٫۳۴	۳۰٫۶۲	۴۶٫۱۵	۲۳٫۸۹	۲۸٫۱۹	۵۰٫۹۸	۴۷٫۴۶	۵۶٫۹۳	۵۲٫۶۰	۵۶٫۱۳	۵۶٫۸۰
FeO	۲۵٫۸۹	۳۸٫۴۷	۳۸٫۶۸	۳۹٫۸۲	۶۰٫۷۵	۵۵٫۵۷	۲۳٫۱۸	۱۹٫۴۹	۲۳٫۸۱	۲۳٫۶۷	۲۶٫۲۵	۲۱٫۴۹
MnO	۰٫۴	۰٫۵۹	۰٫۳۱	۰٫۴۷	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۵۲	۰٫۲۹	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۵۲
MgO	۹٫۴۱	۳٫۶۴	۵٫۶۶	۵٫۳	۱٫۷۱	۱۰٫۷۱	۱۰٫۳۲	۱۳٫۴۹	۹٫۶۴	۸٫۸۶	۸٫۷۳	۱۰٫۰۵
CaO	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳
ZnO		۰٫۵۴	۰	۱٫۰۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع	۹۶	۱۰۰	۸۸٫۱۳	۱۰۰	۹۴٫۲۱	۱۰۵	۹۸٫۶۹	۹۷٫۳۷	۹۸٫۷۰	۹۶٫۱۵	۹۹٫۳۳	۹۷٫۳۲
Si	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷	۴۳٫۹۷
Ti	۰٫۰۹۴	۰٫۰۸۲	۰	۰٫۰۹	۰	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴۳	۰٫۰۵۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴۳	۰٫۰۶۲
Al	۲٫۵۰۴	۲٫۴۱۲	۲٫۳۸	۲٫۰۳۳	۲٫۰۷	۲٫۴۴	۴٫۱۳	۴٫۹	۲٫۴۱۹	۲٫۵۷	۲٫۲۸	۱٫۸۳
Cr	۱۱٫۲۲۶	۱۰٫۴۹	۸٫۰۲	۱۰٫۱۱۹	۵٫۷۲	۵٫۶۵	۱۰٫۵۷	۹٫۶۳	۱۲٫۱۶	۱۱٫۸۶	۱۲٫۰۴۷	۱۲٫۶۸
Fe^{+3}	0	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe^{+2}	۶٫۰۴۳	۹٫۲۰۸	۱۰٫۷۲	۹٫۲۳۵	۱۵٫۳۸	۱۱٫۷۷	۵٫۰۹	۴٫۱۸	۵٫۳۸	۵٫۶۵	۵٫۹۶	۵٫۰۷۳
Mn	۰٫۰۹۵	۰٫۱۴۳	۰٫۰۸۷	۰٫۱۱	۰٫۰۵۴	۰٫۰۴۵	۰٫۱۱۶	۰٫۰۶۲	۰٫۱۰۵	۰٫۱۲۲	۰٫۱۳۵	۰٫۱۲۵
Mg	۳٫۹۱۶	۱٫۵۵۳	۲٫۷۹۶	۲٫۱۹۱	۰٫۷۷	۴٫۰۴۴	۴٫۰۳۴	۵٫۱۶	۳٫۸۸	۳٫۷۷	۳٫۵۳	۴٫۲۳۱
Ca	۰	۰	.۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸
Zn		۰٫۱۱۴	۰	۰٫۲۲۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷	۶۷٫۹۷
Cr#	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۰٫۷۷	۰٫۸۳	۰٫۷۳	۰٫۷۰	۰٫۷۲	۰٫۶۶	۰٫۸۳	۰٫۸۲	۰٫۸۴	۰٫۸۷
Mg#	۰٫۳۹	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۰۴۸	۰٫۲۶	۰٫۴۴	۰٫۵۵	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۳۷	۰٫۴۶

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]



شکل ۸ الف) مقدار اتمی کاتیون Na کلینوپیروکسن نسبت به Cr آن در پریدوتیت‌های گوشته مجموعه گلاشکرد [۳۲] که براساس آن، این پریدوتیت‌ها در گستره محیط اقیانوسی قرار دارند؛ ب) نمودار Mg# نسبت به Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن، زمینه‌های پریدوتیت‌های آبیسال و پریدوتیت‌های فورآرک به ترتیب بر گرفته از مراجع [۳۴، ۳۵] هستند؛ پ) روابط بین Cr از کروم سپینل‌ها و فورستریت از الیوین‌های همزیست [۳۶]؛ آرایه گوشته الیوین-اسپینل (OSMA) و روند ذوب [۳۳] تغییرات ترکیبی برای پریدوتیت‌های لبه و غیرفعال [۲۳]، پریدوتیت‌های ناحیه ابرفرورانش اقیانوسی [۳۷] را نشان داده‌اند. همچنین دونیت کرمانشاه، هارزبورژیت‌ها [۳۸] دونیت‌های حاجی‌آباد [۳۹،۴۰] و هارزبورژیت نیریز [۴۱] نشان داده شده‌اند؛ ت) نمودار Cr# اسپینل نسبت به Mg# الیوین، پریدوتیت‌های ناحیه ابرفرورانش اقیانوسی، پریدوتیت‌های کرانه قاره‌ای غیرفعال [۳۷] و پریدوتیت‌های ناحیه آبسیال (خط الراس اقیانوس) [۳۳] نشان داده شده‌اند.

برداشت

۱. براساس بررسی‌های صحرایی، سنگ نگاری و شیمی کانی، سنگ‌های پریدوتیت مجموعه افیولیتی فاریاب بیشتر از دونیت، ورلیت و پیروکسنیت و همچنین کرومیتیت و سرپانتینیت تشکیل شده‌اند. دونیت‌ها هم به شکل لایه‌ای و هم به صورت توده‌ای دیده می‌شوند و گاهی دربردارنده لایه‌های نازکی از کرومیتیت هستند. ورلیت‌ها و پیروکسنیت‌ها به صورت دایک در بخش‌های مختلفی رخنمون داشته و فراوانی کمی دارند. بافت اصلی در مجموعه ورلیت و دونیت دانه ای است و دونیت-ها دارای بافت تنش آواری نیز هستند. در کرومیتیت‌های منطقه نیز، بافت‌های لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شوند. شواهد میکروسکوپی نشانگر نسل‌های مختلف کانی‌ها در پریدوتیت-های مجموعه هستند و وجود بافت‌هایی چون باز تبلور و جهت-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]

یابی ترجیحی کانی‌ها نشان می‌دهند که فازهای دگرشکلی دما بالای گوشته‌ای بر این سنگ‌ها عمل کرده‌اند.

۲. بر اساس بررسی های سنگ نگاری و شیمی کانی، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی دربردارنده: الیوین (فورستریت و کریزولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، اسپینل‌کروم‌دار، به مقدار کم سرپانتین و ارتوپیروکسن (انستاتیت) هستند.

۳. حضور کانی‌های معمول سنگ‌های پریدوتیتی چون الیوین، پیروکسن و اسپینل‌ها نشان می‌دهد که این پریدوتیت می‌تواند وابسته به گوشته بالایی باشد. پریدوتیت‌های بررسی شده از آنجا که دارای دونیت و کرومیت فراوان هستند، ذوب بخشی درجه بالایی را پشت سر گذاشته اند. مقدار کم Al_2O_3 و Na_2O کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده درجه بالای ذوب بخشی واحدهای سنگی گوشته است.

۴. ظهور قطعه‌های پریدوتیت در بالای سنگ های دگرگونی به روشنی گویای جایگیری زمین ساختی آنهاست.

۵. پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب در یک محیط ابرفرورانش (جلوقوس) در نتیجه درجه‌های بالای ذوب بخشی تشکیل شده‌اند که با مقادیر Mg# و Cr# بالا در اسپینل و الیوین مشخص می‌شود.

قدردانی

از آقای دکتر Sergey Skublov از موسسه زمین‌شناسی و زمین زمان‌شناسی پرکامبرین RAS در کشور روسیه که در تهیه و انجام تجزیه‌های نقطه‌ای کمک در خور توجهی به گروه پژوهشی ما داشته‌اند، همچنین از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شهید بهشتی تقدیر و تشکر می شود.

مراجع

[1] Coleman, R. G., *"Ophiolites"*, Springer Verlag, Berlin (1977).

[2] Miyashirao, "*The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc*", Earth Planetary Science Letters, 19 (1973), 218-224.

[3] Pearce J. A., "*Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus*", Tectonophysics, 25 (1975), 48-67.

[4] Pearce J. A., "*Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites*", Proceeding of the International Ophiolite Symposium Cyprus, (1980) 261-272.

[5] Beccaluva L., Ohnenstetier D., Ohnensteter M., "*Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites-applications to some ophiolites*", Canadian Joumal of Earth Sciences, 16 (1979), 1874-1881.

[6] Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., Siena F., "*Tethyan vs Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectonomagmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode*", Tectonophysics 393 (2004), 163 – 174.

[7] Coleman R. G., "*Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges*", Journal of Geophysical Research 76 (1971), 1212 – 1222.

[8] Hamilton W., "*Tectonics of the Indonesian region*", US Geological Survey Professional Paper 1078, (1979).

[9] Dilek Y., Moores E. M., Elthon D., Nicolas A., "*Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from field studies and the ocean drilling program*", Geological Society of America Special Paper 349, (2000).

[10] Metzger E. P., Robert B. M., Gregory D. H., "*Geochemistry and tectonic setting of the ophiolitic in galls complex, North Cascades, Washington: Implications for correlations of Jurassic cordilleran ophiolites*", The Journal of geology 110.5 (2002) 543-560.

[11] Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A., "*Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco*", Precambrian Research 138 (2005) 225-234.

[12] Kamenetsky V. S., Anthony J. C., Sebastien M., "*Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks*" Journal of Petrology 42.4 (2001) 655-671.

[13] Stocklin J., "*Structural history and tectonics of Iran: A review, Am*", Assoc. Pet. Geol. Bull., 52, (1968) 1229–1258.

[14] Alavi M., "*Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations*", Tectonophysics, 229, (1994) 211 – 238.

[15] Rajabzadeh M.A., Ohnensteter M., Ohbebsteterd D., Reisberg L., "*Chrome and platinum-group element (PGE) mineralization in*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]

[27] Zhou M. F., Kerrich R., "*Morphology and composition of chromite in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe*", The Canadian Mineralogist, (1992) 30, 303-317.

[28] Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S., "*Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc*", Journal of Petrology 36, (1995) 1505–1527.

[29] Deer WA, Howie R A, Zussman J., "*An introduction to the rock forming minerals*", Wiley, New York, (1992) pp 1–696.

[30] Conrad W. K., Kay R. W., "*Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: Crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc*" Journal of Petrology 25, (1984) 88–125.

[31] Haggerty S. E., "*Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts*", Journal of Geological Society of Australia 14, (1988) 687–699.

[32] Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., "*Na and Cr contents in Cpx from peridotites: A possible discriminant between sub-continental and sub-oceanic mantle*", Earth and Planetary Science Letters 53, (1981) 241-254.

[33] Arai S., "C*haracterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and Interpretation*", Chemical Geology 113, (1994) 191-204.

[34] Johnson K. T. M., Dick H. J. B., Shimizu N., "*Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopside in abyssal peridotites*", Journal of Geophysical Research 95, (1990) 2661-2678.

[35] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske M., "*Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in Izu-Ogazawara-Mariana forearc*" Leg 125. In: P., Fryer, J. A., Pearce and L. B., Stocking (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 125, College station, Texas (1992) 445-485.

[36] Tamura A, Arai S., "*Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman Ophiolite mantle*", Lithos 90, (2006) 43–56.

[37] Pearce J.A., Barker P.F., Edward S.J., Parkinson I.J., Leat P.T., "*Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South chromitites from the Assemion and Neyriz ophiolites, Zagros belt, Iran*", International platinum symposium, Institute of mineralogy and petrology, mining university, Leoben, Austria (1998).

[16] Rajabzadeh M.A., Moosavinasab Z., "*Mineralogy and distribution of platinum-group minerals (PGM) and other solid inclusions in the Faryab ophiolitic chromitites, Southern Iran*" Mineralogy and Petrology, 107 (2013) 943-962.

[17] McCall G.J.H., "*Explanatory Text of the Minab Quadrangle Map: 1: 250,000*" ,No. J13. Geological Survey of Iran, Tehran, 530 p 1985a.

[18] Le Maitre R.W., "*A classification of igneous rocks and glossary of terms*", Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell (1989).

[19] Babakhani A.R., Alavi Tehrani N., "*Geological map of Sabzevaran*, scale 1: 250000", Geological survy of Iran (1992).

[20] Al-Aabaed S., "*Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite of the northern Semail ophiolite*", PhD thesis, the ohio state University, (2000) p 639.

[21] Greenbaum D., "*The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*", Nature, 72, (1977) 1175-1194.

[22] Morimoto N., "*Nomenclature of pyroxenes*" Canadian Mineralogists 27, (1989) 143–156.

[23] Dick HJB., Bullen T., "*Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas*" Contrib Mineral Petrol 86, (1984) 54–76.

[24] Wunder B., Richard W., Matthias G., *"Antigorite: Pressure and temperature dependence of polysomatism and water content",* European Journal of Mineralogy 13.3, (2001) 485-495.

[25] Zhou M. F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z., "*Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle*", Journal of Petrology 37, (1996) 3-21.

[26] Reynolds R. L., Neil S. F., Mark R. H., "*Sources of aeromagnetic anomalies over Cement oil field (Oklahoma), Simpson Oil Field (Alaska), and the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt*", Geophysics 56.5, (1991) 606-617.

geodynamics of the Bitlis–Zagros suture zone", Geological Journal. J. 48, (2013) 579–602.

[40] PeighambariS., Ahmadipour H., Stosch H.G., Daliran F., "*Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite mass if and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran*", Ore Geology Reviews 39 (2011) 245- 264.

[41] Monsef I., Rahgoshay M., Pirouz M., Chiaradia M., Grégoire M., Ceuleneer G., "*The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): Evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust*", International Geology Review, v. 56, (2018) p. 1395–1412.

Sandwich arc-basin systems, south Atlantic", Contributions to Mineralogy and Petrology 139, (2000) 36–53.

[38] Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., "*Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic forearc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran*", J Asian Earth Sci 79, (2014) 312–328.

[39] Shafaii Moghadam H., Mosaddegh H., Santosh M., "*Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abadophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): Implications for*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.11.4]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.361]